

НОВЫЙ ТИП КАРБОНАТИТОВ НА УРАЛЕ

© 2013 г. В. Г. Кориневский, Е. В. Кориневский

*Институт минералогии УрО РАН
456317, г. Миасс, Челябинская область, Ильменский заповедник
E-mail: vgkor@mineralogy.ru*

Поступила в редакцию 11.04.2012 г.

Большинство карбонатитовых месторождений мира парагенетически связаны с интрузивными массивами формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (УЩК). Известные на Урале проявления карбонатитов исследователи традиционно относят к формационному типу линейных зон, сопровождающих массивы нефелиновых сиенитов. Карбонатиты, родственные формации УЩК, в этом регионе распространены мало и стали известны относительно недавно. В Кориневским описан один из примеров такого рода. В пределах древнего (поздний архей) Селянкинского блока Ильменогорского комплекса на Южном Урале встречено пластовое тело крупнозернистых диопсидитов, в осевой части которого располагается несколько маломощных линз карбонатных (кальцитовых) пород. Некарбонатные минералы в них занимают 20–40% объема и представлены характерным для карбонатитов набором: диопсид, форстерит, шпинель (плеонаст), паргасит, флогопит, сфен, фторопатит, графит, скаполит, гиалофан и др.). Многие из зерен минералов имеют овально-округлую форму с гладкими поверхностями, свидетельствующими об оплавлении в глубинных условиях. Карбонатиты характеризуются повышенными содержаниями Sr и Ni , **некоторые минералы (флогопит, ортоклаз) относятся к бариевым разновидностям**. Линзы карбонатных пород имеют постепенные переходы к вмещающим их диопсидитам. Минеральный состав соседних линз может существенно различаться (преимущественно шпинель-оливиновые или флогопит-графит-диопсидовые). Поскольку крупнозернистые диопсидиты являются типоморфными породами формации УЩК, обнаружение в Ильменских горах этих пород, содержащих линзы карбонатных пород, может говорить о присутствии в этом регионе карбонатитов нового типа, сходного с карбонатитами формации УЩК. Породы последней (жилы форстерит-флогопит-рихтеритового состава) здесь уже встречены. Предполагается, что карбонатитовую природу имеют и карбонатные жилы в гипербазитах Сарановского массива, в диопсидитах Ахматовской копи, в гарцбургитах Хабарнинского массива. Все они относятся к новому для Урала типу карбонатитов формации УЩК. Их специфику составляет низкое содержание редкометалльных минералов. По этому признаку они близки к коровым карбонатитам Таймыра, Памира и Гималаев, карбонатитам Западного Прибайкалья, карбонатитовым дайкам Кучинского известкового карьера Пластовского района Челябинской области.

Ключевые слова: Урал, ультраосновные-щелочные породы, карбонатиты, диопсидиты, формация ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (УЩК).

ВВЕДЕНИЕ

Большинство проявлений карбонатитов в России и в мире приурочено к массивам формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов [40]. Относительно недавно [2, 23] стала выделяться субформация карбонатитов линейных зон, обнаруживающих тесных пространственных и генетических связей с массивами формации УЩК. По данным последней сводки [24], именно к таким зонам относятся карбонатиты Урала. Карбонатиты же, ассоциирующие с породами, сопоставимыми с формацией УЩК, на Урале долго оставались неизвестными. В последние годы здесь выявлен ряд проявлений пород, которые интерпретированы как щелочные ультраосновные пегматиты, отнесенные к формации УЩК [29, 30, 33]. С ними пространственно и генетически связаны небольшие тела

карбонатных пород, которые предлагается относить к карбонатитам. Пересмотрена геологическая позиция и происхождение давно известных выходов карбонатных пород, традиционно считающихся скарнами. Предложено [31, 32] считать их также карбонатитами. Обосновано представление о происхождении карбонатитов как продуктов плавления исходных карбонатных осадочных пород (известняков) в условиях высокоградиентного метаморфизма или под влиянием интрузий гранитоидов [12, 17, 28, 34, 37]. Значительно расширен список минералов, входящих в состав таких карбонатитов [19, 29–33]. Эти представления вызывают возражения у представителей традиционной точки зрения на состав карбонатитов и их геологическую позицию. Альтернативу этим возражениям представляет предложение О.К. Иванова [13] выделять карбонатиты рудоносные и нерудоносные. В любом слу-

чае, описываемые нами карбонатные породы Ильменских гор укладываются в их классическое петрографическое определение как магматических пород преимущественно карбонатного состава, для которых лишь впоследствии было предложено расширенное толкование как пород, обязательно несущих рудную нагрузку. Как показало дальнейшее изучение этих пород, далеко не все магматические карбонатные породы являются рудоносными [13, 17, 28, 34, 37, 39]. Поскольку число проявлений карбонатных пород, пространственно тяготеющих к массивам и небольшим телам основных и ультраосновных пород на Урале увеличивается [14, 29–32, 39], возникла необходимость более детально рассмотреть их минералогию для установления сходства или различия с “классическими” карбонатитами различных месторождений. Сделано это на малоизвестном примере из района оз. Бол. Ишкуль (Ильменский заповедник, Челябинская обл., Россия). Цель статьи – обратить внимание на необычный минеральный состав и геологическую позицию небольших тел карбонатных пород, располагающихся внутри пластового тела диопсидитов, которое можно считать принадлежащим к формации УЩК.

Небольшие выходы карбонатных пород на западном берегу оз. Бол. Ишкуль в Ильменских горах (рис. 1) были обнаружены В.Я. Левиным в 1974 г. Первое их описание принадлежит А.Д. Рассказовой и др. [35]. Присутствие в карбонатной матрице разнообразных минералов, зерна которых имели округлые очертания, привело этих авторов к заключению, что здесь наблюдаются выходы кальцифиров – метаморфизованных карбонатных осадков. В них были определены хромистая шпинель (плеонаст), форстерит, диопсид, фассаит, актинолит.

Продолжившееся изучение “кальцифиров” [18, 19] показало, что эти породы слагают редкие маломощные линзовидные пропластки в пластовом теле крупнозернистых диопсидитов. В карбонатных породах было выявлено большое разнообразие минералов, в их числе – новые и редкие для Ильмен или для Урала виды: маухерит, пикроильменит, пентландит, троилит, паргасит, бариевый ортоклаз (гиалофан), бариевый флогопит, скаполит (миццонит), хромовый гроссуляр и др. Обращено внимание на необычную форму выделений минералов (у многих – овально-округлую), которая встречается у минералов из кимберлитов [1, 22] и карбонатитов [15, 16, 24]. Появившиеся новые данные позволили предположить карбонатитовую природу этих линзовидных скоплений среди диопсидитов. Парагенетическая связь последних с карбонатитами формации УЩК зафиксирована во многих массивах России и мира (Жидойский, Среднезиминский, Ковдорский, Вуориярви, Себлявр, Тапира, Палабора и др.). При этом установлена приуроченность этой ассоциации к наиболее глубинным (более 5 км) частям среза массивов формации УЩК [40]. Таким



Рис. 1. Местонахождение выходов (цифра 1) диопсидитов с линзами карбонатитов в Ильменских горах (Россия, Челябинская обл., Ильменский государственный заповедник).

образом, сонахождение тел крупнозернистых клинопироксенитов и кальцитовых карбонатитов можно считать индикатором их принадлежности к массивам формации УЩК. Описываемые ниже проявления карбонатитов на Южном Урале, по нашему мнению, отвечают такому условию.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Тело диопсидитов на западном берегу оз. Бол. Ишкуль располагается примерно в 700 м южнее кордона Ишкуль среди пород селянkinской толщи Ильменогорского комплекса: биотитовых гнейсов с прослоями амфиболитов, апогнейсовых бластомилонитов [35]. Возраст толщи принят позднеархейским [21]. Предполагается, что селянkinская толща является аналогом толщ, слагающих Тараташский выступ прилежащей с запада Восточно-Европейской платформы. Таким об-

разом, как и большинство карбонатитов формации УЩК, ишкульские карбонатиты также залегают среди пород жесткого древнего фундамента. Вдоль береговой линии озера падение гнейсоватости пород крутое (около 50–65°) западное. Тело диопсидитов протягивается в виде узкой (3–7 м) меридиональной полосы вдоль уреза воды на 80 м (рис. 2). На его южной выклинке видно согласное залегание диопсидитов среди гнейсов с прослоями амфиболитов. Значительная протяженность, относительно небольшая мощность, резкие границы, согласное залегание с окружающими породами и в то же время кайнотипный облик, отсутствие гнейсоватости, полнокристаллическое сложение – все это позволяет высказать мнение, что тело диопсидитов представляет собой интрузивную залежь (силл) в высокометаморфизованной толще гнейсов. Аналогичную природу имеет пластовое тело протяженностью около 160 м и мощностью 12–25 м амфиболового габбро среди пачки графитистых кварцитов в толще гнейсов и бластомилонитов у восточного берега оз. Бол. Ишкуль севернее Биткуловской курьи. Таким образом, можно говорить о присутствии среди метаморфитов селянkinской толщи вдоль берегов оз. Бол. Ишкуль пластовых залежей интрузивного облика мафитов и ультрамафитов, вероятно, имеющих более молодой возраст.

ОПИСАНИЕ ОБНАЖЕНИЙ КАРБОНАТИТОВ

Несмотря на значительную протяженность (около 80 м) пластового тела диопсидитов, линзы карбонатитов встречены лишь в его северной половине. Они приурочены к средней части разреза диопсидитов в пределах полосы длиной в 23 м (рис. 2). Наиболее изученные и представительные обнажения карбонатитов среди диопсидитов можно наблюдать всего лишь в двух точках.

Примерно в 13 м южнее северной выклинки тела диопсидитов у подножья западного склона берега оз. Бол. Ишкуль крутизной около 35°, в 1.2 м западнее кромки воды, на протяжении 1.5 м вверх по склону можно видеть каменистые выходы крупнозернистых комковатого сложения, местами полосчатых светлых зеленовато-серых диопсидитов (обнажение 54-В). Координаты обнажения: 55°16'32.5" с.ш., 60°14'46.4" в.д. В стенке неглубокой расчистки, на высоте примерно 0.5 м от ее дна, вблизи подошвы тела, среди диопсидитов залегает прослой мощностью 10–12 см густовкрапленных среднезернистых буроватых зеленовато-серых карбонатитов. Простирается прослой 170°, падение крутое (65°) западное. В карбонатной матрице породы довольно равномерно размещены (около 20% объема породы) изометричные в сечении преобладающие здесь буровато-зеленовато-серые зерна оливина поперечником 1–3 мм и более мелкие октаэдрические кристаллы коричневатого-черной шпинели. В протолочке породы обнаружены единичные мелкие зерна светло-зеленого диопсида, травяно-зеленого амфибола, коричнево-красного граната, голубоватого прозрачного апатита, бесцветного кварца и ортоклаза, черные сульфиды железа и никеля, пикроильменита, чешуйки графита.

Выше по разрезу, в полосе диопсидитов мощностью 20 см, находятся несколько тонких (первые сантиметры) выклинивающихся пропластков шпинель-оливиновых карбонатитов, аналогичных по составу вышеописанным. Еще выше по склону на расстоянии 0.8 м протягивается каменистый выход крупнозернистых диопсидитов, на выветрелой поверхности которых видно их комковатое сложение, пятнистые и гнездообразные оливин-шпинель-карбонатные скопления и короткие выклинивающиеся полоски, где концентрируются пластинки хлорита, зернышки шпинели и сульфидов.

Над этими пироксенитами согласно залегает прослой видимой мощностью 25 см, в котором линзовидные и пятнистые скопления равномерно-среднезернистого шпинель-оливинового карбонатита незакономерно чередуются с массивными крупнозернистыми диопсидитами, границы с которыми выражены нерезко или являются постепенными (рис. 3). В карбонатитах здесь нередко проявлены брекчиевидная и полосчатая текстуры.

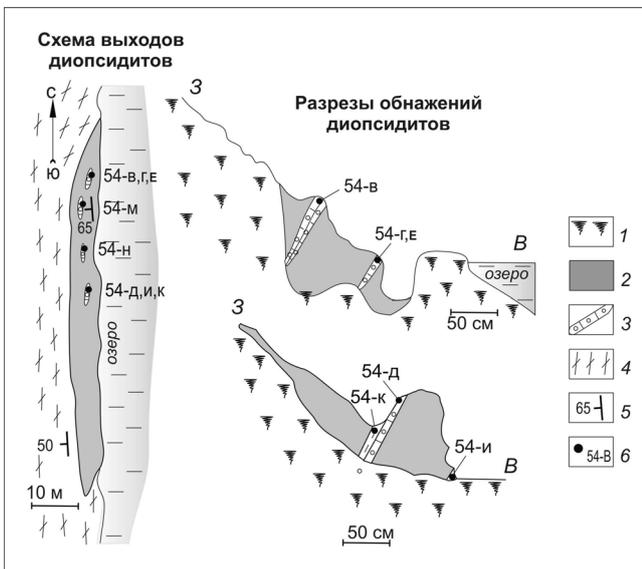


Рис. 2. Геологическая схема выходов тела диопсидитов на западном берегу оз. Бол. Ишкуль и разрезы обнажений, составлены В. Г. Кориневским, 2008 г.

1 – задернованные участки, 2 – диопсидиты, 3 – линзы карбонатитов, 4 – гнейсы и мигматиты селянkinской толщи протерозоя с прослоями амфиболитов, 5 – элементы залегания пород, 6 – номера и места отбора проб карбонатитов.

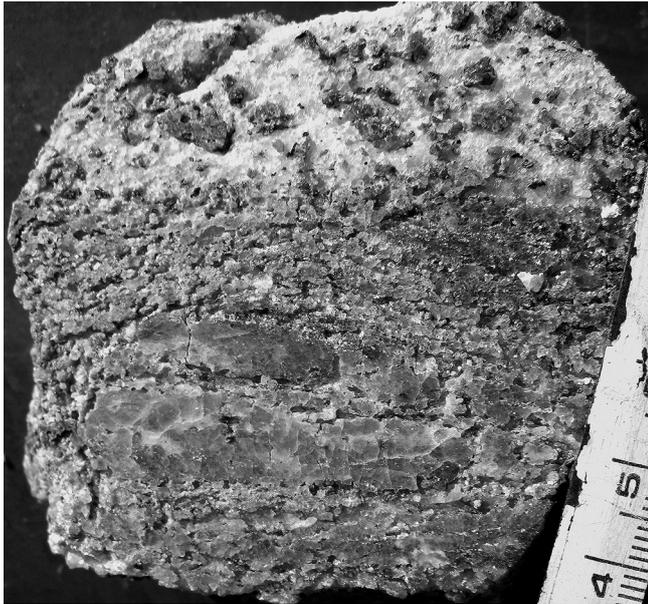


Рис. 3. Нерезкая (постепенная) смена графит-флогопит-пироксенового карбонатита (верхняя часть снимка) крупнозернистым диопсидитом (основной объем штуфа), западный берег оз. Бол. Ишкуль.

В 5.5 м южнее по простиранию от выхода карбонатитов (проба 54-В) среди крупнозернистых диопсидитов встречена линза шпинель-оливиновых карбонатитов, в которых октаэдров темно-коричневой шпинели непривычно много. А еще в 9 м южнее – новая линза пироксен-скаполитовых с ортоклазом карбонатитов, в которых шпинель образует уже незначительную примесь. Можно констатировать, что на одном уровне в теле диопсидитов располагается ряд маломощных линз карбонатитов разного минерального состава (шпинель-оливиновых и пироксен-скаполитовых).

Выше по склону, в 0.5 м от описанной пачки перемежаемости карбонатитов и диопсидитов, вновь протягиваются каменные обнажения крупнозернистых диопсидитов. Всего от уреза воды вверх по склону развалы диопсидитов встречались на протяжении около 3 м. Видимо, эта цифра отвечает мощности тела диопсидитов в этом обнажении.

В 23 м южнее линзы шпинель-оливиновых карбонатитов 54-В, на западном берегу оз. Бол. Ишкуль, расположен скалистый выход высотой 0.9 м и шириной 0.5 м крупнозернистых светло-серых диопсидитов. Это обнажение 54-Д. Его координаты: $55^{\circ}16'31.9''$ с.ш., $60^{\circ}14'45.6''$ в.д.

В самом основании скального выхода диопсидитов обнажается полосчатая буровато-серая неравнозернистая порода. Она по отчетливой и достаточно резкой границе соприкасается с крупнозернистым диопсидитом. Мощность прослоя 3–5 см. Распределение минералов в нем струйчато-поло-

счатое: плагиоклазовые прослойки мощностью до 1 см с темно-бурым амфиболом и мелкими кристаллами темно-коричневого сфена, редко – светло-малинового граната, чередуются с пропластками, где преобладает диопсид и присутствуют изометричные зерна бесцветного апатита, бурого сфена, пластинки графита, кристаллы плагиоклаза и кварца. Залегание полосчатости азимут падения 260° , угол падения 65° .

Выше залегают равномерно крупнозернистые (поперечники зерен достигают 1–2 см) светлые зеленовато-серые диопсидиты с меланократовыми короткими и маломощными (до 0.5 см) линзовидными скоплениями хлорита, графита, сульфидов железа, флогопита. Кальцитом здесь сложены тонкие межзерновые пленки. Мощность диопсидитов 1 м.

Диопсидиты выше с постепенным переходом (рис. 3) сменяются линзовидным прослоем мощностью 15 см более мелкозернистой (поперечник зерен до 1 см) преимущественно карбонатной породы светлого зеленовато-серого цвета. Для нее характерны полосчатая и брекчиевидная текстуры. Мощность полос от 0.5 до 4 см. Белые карбонатные полосы незакономерно чередуются с зеленовато-серыми, в которых преобладают зерна диопсида. Границы полос нерезкие, извилистые. Скопления темноцветных минералов нередко имеют угловатые очертания. Из всех линз карбонатитов среди диопсидитов Ишкуля именно в этом прослое (проба 54-Д) отмечено наибольшее разнообразие минералов. Карбонатная матрица представлена преимущественно кальцитом и небольшим числом зерен доломита. Среди некарбонатных минералов преобладает светло-зеленый прозрачный диопсид. Ему заметно уступает травяно-зеленый амфибол, довольно многочисленны пластинки графита, более редки, но обычны, кристаллы ярко-коричневого флогопита, прозрачного голубоватого апатита, дисквидные и округлые оранжево-желтые кристаллики сфена, снежно-белые зерна скаполита, бесцветные прозрачные зерна ортоклаза и кварца. Крайне редки очень мелкие кристаллы изумрудно-зеленого хромового гроссуляра, темно-коричневой шпинели, хромита. Наиболее примечательной особенностью некарбонатных минералов является частая встречаемость округлых с гладкими поверхностями зерен, характерная для выделений диопсида, амфибола, апатита, сфена и флогопита. Нередко наблюдаются сростки зерен перечисленных минералов.

На линзе карбонатитов (проба 54-Д), по границе с расположенными выше диопсидитами, согласно залегает прослой мощностью 5 см неравнозернистой амфибол-диопсидовой зелено-серой породы с пластинками графита, выделениями андезина, сфена и фторопатита. Выше по склону расположились разрозненные выходы крупнозернистых диопсидитов с мелкими гнездами пластинок флогопита, отдельными чешуйками графита, полоска-

ми хлорита, пленками кальцита между зернами диопсида.

Суммарную мощность выходов диопсидитов в обнажении 54-Д можно оценить в 7.5 м. Она является для них максимальной на этом участке.

В непосредственной близости от самого верхнего по склону выхода диопсидитов обнажаются плитчатые биотитовые гнейсы и мигматиты селянkinской толщи, падающие к западу под углом 35°.

В 10 м от южной выклинки пластового тела диопсидитов, на 1–3 м стратиграфически ниже, в основании берегового обрыва озера, выходят плитчатые биотитовые гранитогнейсы с пачками полевошпатовых амфиболитов с западным падением под углом 35°. А в нескольких метрах стратиграфически выше выклинки диопсидитов также располагаются подобные гнейсы с более крутым (45–50°) западным падением. Таким образом, можно полагать, что пластовое тело диопсидитов залегает параллельно простиранию гнейсоватости вмещающих пород селянkinской толщи, но значительно круче нее (65° против 35°). Породы тела диопсидитов с линзами карбонатитов не смяты в складки, не сланцеваты, имеют кайнотипный облик, тогда как вмещающие метаморфические породы смяты в мелкие складки и гнейсовидны. Все это позволяет считать тело диопсидитов внедрившимся в толщу метаморфических пород селянkinской толщи.

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

В описываемой ассоциации основной объем слагают диопсидиты. Подобные, практически мономинеральные породы в Ильменогорском комплексе встречены впервые. Известные здесь клинопироксениты [20] обычно содержат значительную (до 15–40%) примесь железистой шпинели (плеонаста), магнетита и основного плагиоклаза. К тому же, эти пироксениты обнаружены лишь в виде глыб – включений в составе блоков серпентинитового меланжа, где они соседствуют с глыбами разнообразных габброидов и горнблендитов.

Диопсидиты с западного берега оз. Бол. Ишкуль – массивные породы неравномерно-крупнозернистой структуры, состоящие из агрегата короткопризматических, нередко изометричных зерен клинопироксена с извилистыми очертаниями (рис. 4), с редкими включениями кристаллов энстатита, флогопита, графита, шпинели, апатита (до 1 об. %), плагиоклаза (андезин № 38), межзерновых скоплений кальцита. Соотношения между зернами пироксена, неровные индукционные поверхности их соприкосновения, форма индивидов и их размеры говорят об их одновременной кристаллизации, отсутствии явлений перекристаллизации и метасоматического замещения [27]. Минералы слабо затронуты вторичными изменениями. Текстура пород нередко пятнистая, комковатая или полосчатая. Корот-

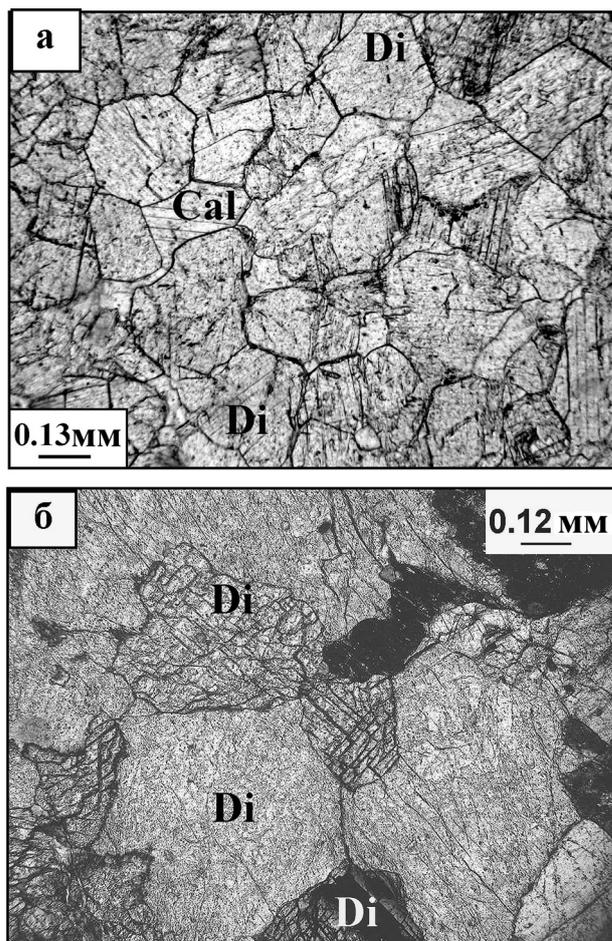


Рис. 4. Микроструктуры диопсидитов.

а – изометричносреднезернистая, б – неравномерно-крупнозернистая. *Di* – диопсид, *Cal* – кальцит.

кие темные полоски на светло-зеленом фоне кристаллов диопсида выделяются благодаря скоплениям хлорита с примесью зерен сульфидов, шпинели, пластинок флогопита и графита. Линзовидные карбонатитовые обособления в теле диопсидитов имеют с последними нерезкие постепенные переходы (рис. 3), при этом состав преобладающих в тех и других породах клинопироксенов остается диопсидовым. Примечательно, что клинопироксениты из кольцевых карбонатитосодержащих массивов формации УЩК исследователями [15, 40] также характеризуются как преимущественно мономинеральные крупнозернистые породы. Несмотря на петрографическое сходство, пироксениты Ишкуля по химизму заметно отличаются от пироксенитов формации УЩК из других регионов России (табл. 1). Это различие заключается в более высокой кремнекислотности, повышенной магнезиальности и существенно более низких содержаниях TiO_2 , суммарного Fe, что выражается в отсутствии здесь ильменита и магнетита, преимущественно диопсидовом

Таблица 1. Химический состав (мас. %) диопсидитов из пластового тела на западном берегу оз. Бол. Ишкуль

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50.98	51.12	52.12	51.60	51.46	40.66	38.33
TiO ₂	0.09	0.09	0.09	0.05	0.08	4.26	4.58
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	0.21
Al ₂ O ₃	4.32	1.94	1.85	1.57	2.42	4.02	3.61
Fe ₂ O ₃	0.49	1.51	0.72	0.73	0.86	8.70	8.88
FeO	3.07	3.28	3.01	3.11	3.12	5.71	11.48
MnO	0.20	0.19	0.11	0.16	0.16	0.17	0.17
MgO	14.56	16.32	16.63	17.11	16.15	13.60	13.68
CaO	22.55	22.08	22.77	20.74	22.03	20.48	18.05
Na ₂ O	0.43	0.36	0.40	0.33	0.38	0.53	0.42
K ₂ O	0.17	0.19	0.12	0.12	0.15	0.69	0.03
H ₂ O	0.36	0.16	0.26	0.28	0.26	0.31	0.16
P ₂ O ₅	1.30	0.80	0.59	0.20	0.72	0.12	0.44
CO ₂	0.26	0.79	0.34	2.56	0.98	–	0.90
Сумма	99.56	99.70	99.73	99.80	98.77	99.25	100.94
Элементы-примеси, г/т							
Cu	13	4	7	153	44	Не опр.	Не опр.
Zn	108	118	133	143	125	Не опр.	Не опр.
Pb	429	28	36	34	132	Не опр.	Не опр.
Ni	130	135	265	140	167	Не опр.	Не опр.
Co	14	8	15	10	12	Не опр.	Не опр.
Cr	252	40	381	515	297	Не опр.	Не опр.

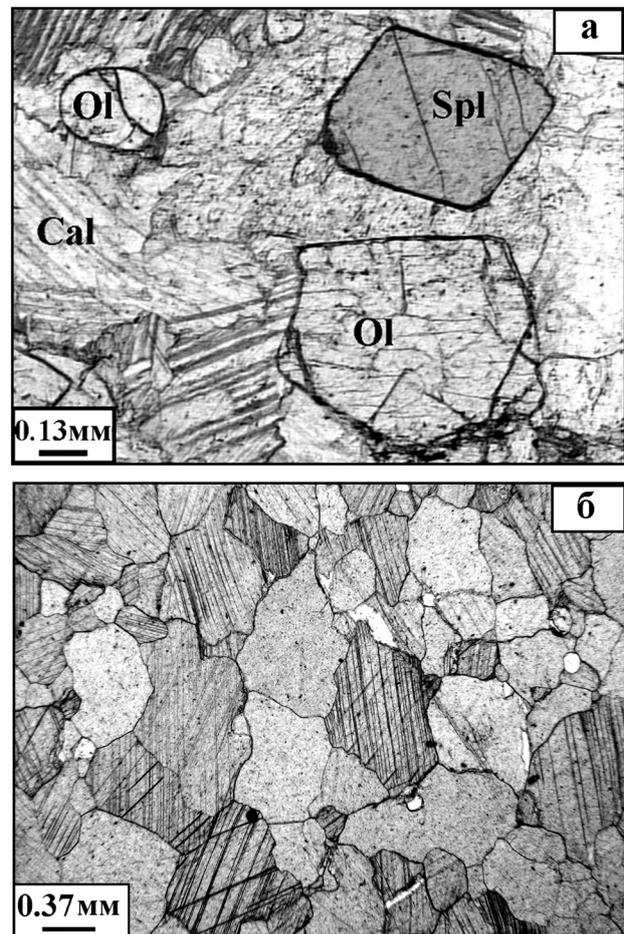
Примечание. Окислы определены приемами “мокрой” химии в лаборатории ИМин УрО РАН аналитиками М.Н. Маляренко и Л.А. Ганеевой, элементы-примеси – методом атомной абсорбции. 1–4 – анализы отдельных проб диопсидитов Ишкуля; 5 – **средний состав** диопсидитов Ишкуля (по 4-м пробам); 6–7 – средние составы пироксенитов из массивов формации УЦК регионов России [1]: 6 – Карело-Кольской провинции, 7 – Маймеча-Котуйской провинции. Здесь и далее прочерк означает, что концентрация элемента ниже уровня определения используемого метода анализа или прибора.

составе пироксена, тогда как пироксены из массивов клинопироксенитов формации УЦК содержат заметную долю авгитового минала.

Наиболее важным и принципиальным является вопрос о магматической природе тела диопсидитов Ишкуля. Действительно, прямых доказательств этому нет. Зоны закалки отсутствуют, структура породы в поперечном сечении тела меняется мало, размер зерен – тоже. Но дайкообразная форма этого протяженного тела, свежий облик слагающих его минералов на фоне сильно метаморфизованных вмещающих гнейсов и амфиболитов – все это говорит о более позднем внедрении диопсидитов. Вряд ли это был магматический расплав, кристаллизовавшийся на месте становления. Судя по имеющимся оценкам давления и температуры, можно предположить, что в протяженную трещину внедрилась сильно нагретая “каша” кристаллов диопсида, которая имела мантийный источник, а её остывание произошло в коровых условиях, в пределах селянkinской толщи. Из остаточного флюида в центральной части остывающего тела диопсидитовой “каши” выкристаллизовались более низкотемпературные линзы карбонатного состава. Возможно, состав остаточных флюидно-газовых “пузырей” в горячей “каше” диопсидитов мог быть разным, подобно тому, как иногда отличаются набором минералов занорыши в пегматитовых телах, по этой причине разным оказался и состав линз карбонатных пород.

Как уже говорилось выше, карбонатитовые обособления приурочены к осевой зоне тела диопсидитов, где представлены линзовидными прослоями мощностью 12–25 см. В краевых частях они постепенно сменяются более крупнозернистыми диопсидитами (рис. 3). Поперечник большинства зерен, слагающих карбонатиты, редко превышает 0.5–1 мм. Форма их приближается к изометричной, у многих она становится округлой (рис. 5–8). Некар-

бонитовые обособления приурочены к осевой зоне тела диопсидитов, где представлены линзовидными прослоями мощностью 12–25 см. В краевых частях они постепенно сменяются более крупнозернистыми диопсидитами (рис. 3). Поперечник большинства зерен, слагающих карбонатиты, редко превышает 0.5–1 мм. Форма их приближается к изометричной, у многих она становится округлой (рис. 5–8). Некар-

**Рис. 5.** Микроструктуры карбонатитов из линз в диопсидитах.

а – порфировидная, б – изометричнозернистый агрегат кристаллов кальцита с неровными поверхностями одновременного роста содержит мелкие зерна апатита (белое). *Ol* – оливин. *Spl* – шпинель. *Cal* – кальцит.

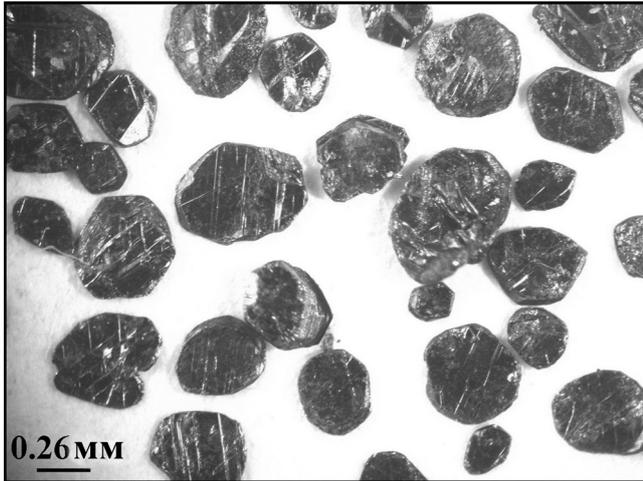


Рис. 6. Полигональные пластинки графита с деформационными двойниками из линзы графит-флогопит-пироксенового карбонатита среди диопсидитов (проба 54-Д), ребра кристаллов закруглены, западный берег оз. Бол. Ишкуль.

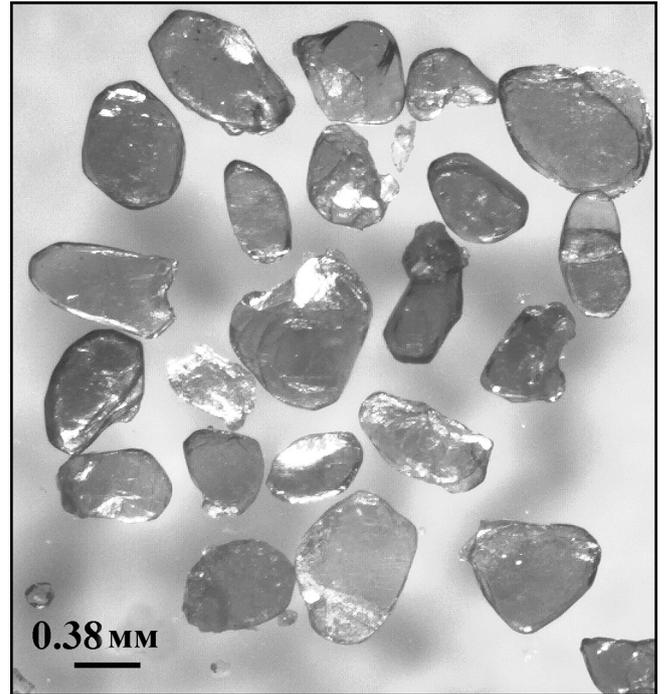


Рис. 7. Пластинчатые кристаллы ярко-коричневого флогопита из линзы графит-флогопит-пироксенового карбонатита среди диопсидитов (проба 54-Д), ребра и грани кристаллов закруглены, западный берег оз. Бол. Ишкуль.

бонатные минералы распределены в карбонатитах неравномерно. В обычных случаях они рассеяны в виде мелкой вкрапленности в кальцитовой массе, но нередко наблюдаются обогащенные ими полосы и пятна нерезких очертаний. Порода приобретает полосчатую или такситовую структуру. Участки брекчирования и дробления зерен пироксена и оливина свидетельствуют о проявившихся деформационных процессах, весьма характерных при формировании тел карбонатитов других регионов [15].

В составе карбонатитов преобладает кальцит, на долю некарбонатных минералов приходится 20–40% объема породы. Химический состав карбонатитов (табл. 2) отражает существенную примесь в них магнезиальных минералов (оливин, диопсид, шпинель, флогопит, паргасит). Присутствие щелочей коррелируется с заметными количествами паргасита, скаполита, плагиоклаза и гиалофана.

Обращает на себя внимание существенное отличие минерального состава отдельных прослоев карбонатитов, занимающих одно и то же положение в разрезе тела диопсидитов. В одном случае (проба 54-В) главными некарбонатными минералами-примесями оказываются оливин (форстерит), хромисто-железистая шпинель (плеонаст), сульфиды Fe и Ni, в другом случае (проба 54-Д) – это диопсид, флогопит, графит, скаполит, гиалофан. “Сквозными” минералами для обеих разновидностей карбонатитов являются кальцит, амфибол (паргасит), диопсид и графит. Такое различие в минеральном составе обусловило и разницу в содержаниях малых элементов в указанных карбонатитах (табл. 3). Общим для них оказались повышенные содержания Ba, Cr, Ni, Sr, Pb, Zn, в отдельных случаях – Rb, Sr, Pb, Zn. Данные РФА (табл. 3) также свидетель-

ствуют о петрохимическом родстве карбонатитов и вмещающих их диопсидитов. Отметим практически полное отсутствие в карбонатитах Co, незначительную роль Ti, Nb, Ta. По этим показателям карбонатиты Ишкуля занимают промежуточное положение между карбонатитами линейных зон и карбонатитами формации УЩК [2].

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА КАРБОНАТИТОВ

Набор минералов в описываемых карбонатных породах с оз. Бол. Ишкуль подобен тому, что указывается [15, 16] для карбонатитов – это кальцит, редко – доломит, диопсид, оливин (форстерит), фтор-апатит, флогопит, шпинель (плеонаст), сфен, амфибол (паргасит), сульфиды железа (пирит, пирротин) и никеля (пентландит) и др. Помимо них, здесь встречены графит, скаполит (мицзонит), калиевый полевой шпат (гиалофан), которые прежде считались нехарактерными для карбонатитов [15]]. Более поздние исследования показали, что графит также является типоморфным минералом карбонатитов [5, 28], а скаполит и гиалофан слагают заметный объем в карбонатитовых телах Прибайкалья [28]. Отличием карбонатитов с оз. Бол. Ишкуль от аналогичных пород формации УЩК является отсутствие здесь магнетита, перовскита, ко-

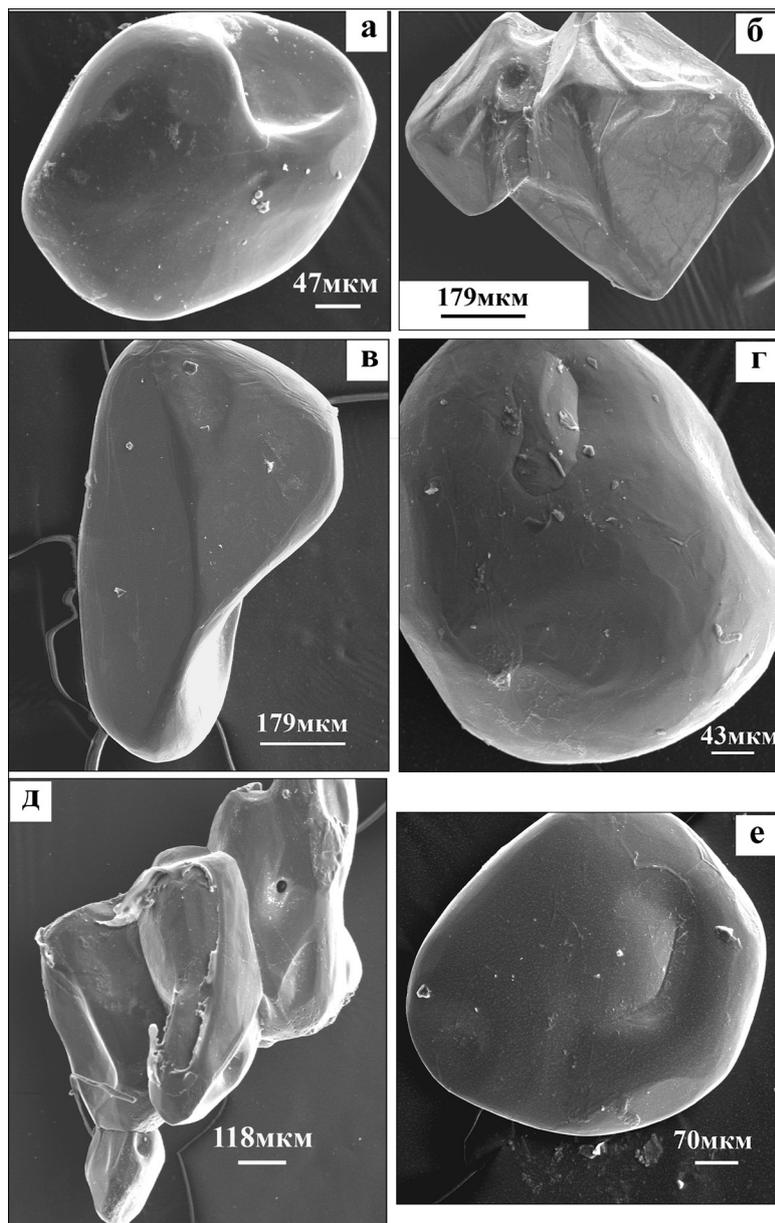


Рис. 8. Фотографии поверхностей зерен минералов из карбонатитовых линз в диопсидитах.

Изображения во вторичных электронах получены В.А. Котляровым на сканирующем микроскопе РЭММА–202. Характерны сильная закругленность и сглаженность ребер и граней кристаллов: а – диопсида, б – шпинели, в – паргасита, г – апатита, д – оливины, е – сфена.

рунда, нефелина, пироклора, минералов циркония. Распространенный в них амфибол является паргаситом, а не рихтеритом. Примечательно, что графит в них присутствует в виде полигональных пластинчатых кристаллов, нередко в виде сростков с диопсидом, оливином, амфиболом и шпинелью. Согласно [5], присутствие графита в карбонатитах говорит о восстановительной обстановке их формирования и больших глубинах (≥ 10 – 15 км) становления. Шпинель (плеонаст) содержит заметное количество Cr_2O_3 (до 2.4 мас. %, табл. 4). Повышен-

ные концентрации Cr_2O_3 зафиксированы и в составе редких зерен гроссуляра (9–13 мас. %, табл. 5), диопсида 1 генерации (0.32 мас. %) и сфена (0.44 мас. %). В этих карбонатитах (проба 54-Д, табл. 5) заметный объем слагают зерна бариевого флогопита и бариевого ортоклаза (гиалофана), которые отмечены [28] и в карбонатитах Слюдянки. Арсенид никеля – маухерит, обнаруженный здесь, до сих пор был известен лишь в породах, ассоциированных с гипербазитами. Наряду с повышенными содержаниями Сг в некоторых минералах, это еще одно

Таблица 2. Химический состав (мас. %) карбонатитов из линз среди диопсидитов оз. Бол. Ишкуль

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	40.80	40.04	37.75	16.56	34.32	23.44	42.64
TiO ₂	0.18	0.13	0.10	<0.05	0.11	0.16	0.12
Al ₂ O ₃	3.39	3.03	2.00	1.22	0.75	1.15	1.05
Fe ₂ O ₃	1.07	1.05	1.48	0.12	0.31	0.86	0.50
FeO	2.63	2.50	2.06	1.56	1.75	2.38	1.98
MnO	0.10	0.10	0.08	0.28	0.08	0.09	0.07
MgO	18.69	17.88	18.84	5.09	17.15	18.72	18.61
CaO	24.51	25.78	26.02	45.08	29.47	30.42	26.16
Na ₂ O	0.25	0.21	0.25	0.12	0.07	0.08	0.08
K ₂ O	0.09	0.04	0.10	0.12	<0.01	0.02	0.01
H ₂ O	0.30	0.28	0.26	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
П. п. п	7.88	8.40	10.28	29.18	15.08	21.66	8.00
P ₂ O ₅	0.28	0.53	0.68	0.58	0.38	0.45	0.35
BaO	не	не	не	0.21	0.15	0.16	0.16
	опр.	опр.	опр.				
Сумма	100.07	99.97	99.90	100.12	99.62	99.59	99.73

Примечание. 1–3 – анализы отдельных образцов шпинель-оливиновых карбонатитов (обнажение 54-В) по данным из работы [13]; 4 – графит-флогопит-скаполит-диопсидовый карбонатит (проба ИК-54-Д); 5 – шпинель-оливиновый карбонатит (проба ИК-54-В); 6 – шпинель-оливиновый карбонатит (проба ИК-54-М); 7 – диопсид-скаполитовый карбонатит (проба ИК-54-Н). Анализы 4–7 по пробам В.Г. Кориневского выполнены М.Н. Маляренко в химлаборатории ИМин УрО РАН.

подтверждение генетической связи карбонатитов с ультраосновным магматизмом.

Столь же интересно и обнаружение здесь пикроильменита. Он входит в число индикаторных минералов кимберлитов [1, 22]. К сожалению, в известной нам литературе химических анализов этой разновидности ильменита из заведомых карбонатитов крайне мало. В этом смысле наша находка представляет определенный интерес. Поскольку по имеющимся сведениям [1] он образуется в глубинных высокотемпературных условиях, его находка в карбонатных скоплениях среди диопсидитов служит еще одним из доказательств магматической природы этих пород. Об этом же свидетельствуют и отмеченные выше особенности морфологии таких тугоплавких минералов, как оливин, шпинель, клинопироксен, флогопит и др. (оплавленные гладкие поверхности граней), находка здесь же существенно магнезиального амфибола (собственно паргасита), известного на Урале только из карбонатитов [18, 32]. По данным В.А. Попова, пикроильмениты встречаются и в карбонатитах, в частности, в Бразилии, и в кальцитовых жилах Сарановского массива гипербазитов, а также в карбонатит-пегматитах Ахматовской копи [31], в виде пластинчатых вростков они отмечены в хромомagnetите из рихтерит-хромитовой жилы на восточном берегу Ишкуля [30]. Специфику описываемых карбонатитов Иль-

Таблица 3. Средние содержания элементов (г/т) в диопсидитах и карбонатитах Ишкульского проявления на Южном Урале (Ильменогорский комплекс)

Порода	Zn	Ni	Pb	Cr	Ba	Sr	Rb	Co
1	102	169	–	1173	–	47	–	–
2	75	74	54	212	1858	158	54	6
3	25	105	18	117	1331	41	36	6
4	38	256	28	114	1408	55	43	11
5	26	81	16	113	1396	32	28	8

Примечание. Определения элементов в образцах выполнены методом атомного абсорбционного анализа в ИМин УрО РАН, аналитик М.Н. Маляренко. 1 – диопсидиты, 2 – флогопит-графит-пироксеновые карбонатиты, 3–4 – шпинель-оливиновые карбонатиты, 5 – диопсид-скаполитовые карбонатиты.

мен составляет и то, что апатиты в них являются фторапатитами с заметным количеством (до 1.63 мас. % SrO – табл. 5, ан. 8), но не служат концентраторами редкоземельных элементов, а кальцит не содержит стронция. Зато здесь выявлены очень мелкие зерна хромистого гроссуляра (проба 54-Д, табл. 5), иногда содержащие несколько массовых процентов редких земель и тория.

Привлекает внимание и заметная разница в химических составах однотипных минералов из разных линз карбонатитов в диопсидитах (табл. 4 и 5). Так, кальциты отличаются по содержаниям MgO (2.07 мас. % в пробе 54-В и 0.32 – в пробе 54-Д), а диопсиды в пробе 54-В значительно более магнезиальны и менее железисты, чем в пробе 54-Д. Ощутимо различаются по содержаниям TiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO и K₂O паргаситы из сравниваемых линз карбонатитов 54-В и 54-Д. Распределение некарбонатных минералов в них также неравномерно. Так, карбонатиты линзы 54-Д заметно обогащены графитом, бариевым флогопитом и Sr-содержащим диопсидом, скаполитом, гиалофаном, апатитом. Только здесь встречен хромовый гроссуляр, в то же время, в линзе 54-В особенно много оливина, шпинели, сульфидов никеля и железа, обнаружены зерна пироп-альмандина и хромита.

Наиболее яркой морфологической особенностью минералов карбонатитов с западного берега оз. Бол. Ишкуль является округло-овальная форма их выделений. Это особенно отчетливо проявляется у зерен хромистого диопсида, паргасита, апатита, сфена, шпинели, оливина (рис. 8). Их гладкая поверхность не несет следов механической обработки (окатывания), на них нет специфических мелких конусов и пирамид, возникающих при растворении кристаллов [9]. Даже в пластинчатых кристаллах графита и флогопита ребра граней и сами грани заметно закруглены (рис. 6, 7).

Морфология поверхностей округло-овальных зерен диопсида, амфибола, оливина, шпинели, апатита, сфена очень напоминает морфологию подоб-

Таблица 4. Химический состав (мас. %) минералов из линз шпинель-оливиновых карбонатитов (проба 54-В) среди диопсидитов оз. Бол. Ишкуль

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	–	–	40.95	–	53.91	53.32	45.06	49.80	–	38.84	38.92	–	–
TiO ₂	–	–	–	–	0.08	–	1.07	0.50	58.45	–	–	–	0.28
Cr ₂ O ₃	–	–	–	2.40	–	–	0.23	–	–	–	–	58.70	45.95
Al ₂ O ₃	–	–	–	64.26	–	–	13.79	9.58	–	21.65	21.74	3.07	14.60
FeO	0.30	1.19	10.15	10.03	1.78	9.53	2.52	18.27	32.57	24.66	24.73	26.47	29.75
MnO	0.01	0.03	0.15	–	–	0.07	–	0.19	0.44	2.33	2.23	3.02	1.59
MgO	2.07	19.34	48.70	22.21	17.98	35.55	19.12	20.07	8.44	6.08	6.83	1.29	1.45
CaO	52.00	28.94	–	–	24.86	0.43	13.52	0.38	–	6.91	6.15	0.29	–
Na ₂ O	–	–	–	–	–	–	1.79	1.12	–	–	–	–	–
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	0.85	–	–	–	–	–	–
ZnO	–	–	–	0.39	–	–	–	–	–	–	–	2.19	4.05
V ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.50	1.46
Сумма	54.38	49.50	99.95	99.29	99.73	99.92	97.95	99.91	99.90	100.47	100.60	95.53	99.13

Примечание. 1 – кальцит; 2 – доломит; 3 – форстерит; 4 – плеонаст; 5 – диопсид; 6 – энстатит; 7 – паргасит; 8 – жедрит; 9 – пикроильменит; 10–11 – зерно пироп-альмандина: 10 – центр зерна, 11 – его середина; 12 – хромит; 13 – алюмохромит. Анализы выполнены в ИМин УрО РАН на микрозонде Jeol-733 с приставкой INCA-200 (аналитик В.А. Муфтахов) и сканирующем микроскопе РЭММА-202 с энерго-дисперсионной приставкой (аналитик В.А. Котляров).

Таблица 5. Химический состав (мас. %) минералов из линз графит-флогопит-скаполит-диопсидовых карбонатитов (проба 54-Д) среди диопсидитов оз. Бол. Ишкуль

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	–	52.89	53.32	42.87	37.19	63.47	45.44	–	37.71	38.06	31.01	58.50
TiO ₂	–	0.08	–	0.29	0.95	–	–	–	0.48	0.21	34.20	0.35
Cr ₂ O ₃	–	0.32	–	–	–	–	–	–	13.23	9.29	0.44	–
Al ₂ O ₃	–	2.40	1.28	16.15	17.43	18.61	28.72	–	11.18	21.08	3.14	25.54
FeO	0.27	3.86	6.33	6.02	5.73	–	–	–	3.26	3.37	–	0.06
MnO	0.23	0.14	0.53	0.06	–	–	–	–	1.79	–	–	–
MgO	0.32	15.50	13.81	15.99	22.37	–	–	–	0.45	0.60	–	–
CaO	52.33	24.75	24.97	13.23	–	0.04	19.25	54.17	30.17	19.34	28.37	8.12
BaO	–	–	–	–	3.59	2.61	–	–	–	–	–	–
SrO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Na ₂ O	–	–	–	1.51	0.24	0.89	2.49	–	–	–	–	7.21
K ₂ O	–	–	–	1.77	8.50	14.60	0.20	–	–	–	–	0.13
V ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	0.61	0.59	–	–
La ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1.58	–	–
Ce ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2.78	–	–
Nd ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1.54	–	–
ThO ₂	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1.12	–	–
Nb ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.47	–
P ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	41.35	–	–	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	2.17	–	–	–	–
Cl	–	–	–	–	–	–	0.19	0.30	–	–	–	–
Сумма	53.15	99.94	100.24	97.89	96.00	100.22	96.29	99.62	98.88	99.56	97.53	99.91

Примечание. 1 – кальцит, 2 – диопсид-I, 3 – диопсид-II, 4 – паргасит, 5 – флогопит, 6 – гиалофан, 7 – мейонит, 8 – фторпатит, 9 – хромовый гроссуляр, 10 – редкоземельный хромовый гроссуляр, 11 – сфен, 12 – плагиоклаз. Анализы выполнены в ИМин УрО РАН на микрозонде Jeol-733 с приставкой INCA-200 (аналитик В.А. Муфтахов) и сканирующем микроскопе РЭММА-202 с энерго-дисперсионной приставкой (аналитик В.А. Котляров).

ных зерен пироба, клинопироксена и хромшпинелидов из кимберлитов Архангельской алмазонасной провинции [22]. Показательно, что "...округление вершин, ребер и граней кристаллов свойственно многим минералам карбонатитов Приазовья (оливины, флогопиту, апатиту, бадделейту, ко-

лумбиту, циркону, титаниту, пирохлору, амфиболам и др.). В наибольшей степени округлены кристаллы флогопита, оливина и особенно апатита, часто огранка кристаллов апатита уничтожена совсем. Кристаллы этих минералов содержат как признаки их кристаллизации из расплава (реликты пло-

скогранных форм и индукционной штриховки, скелетные выделения, так и признаки растворения, перекристаллизации (округление кристаллов, укрупнение выделений) при воздействии постмагматических растворов” [16, стр. 75]. Достаточно обоснованно предполагается [41], что такая форма зерен возникла путем оплавления в глубинных высокотемпературных условиях. На высокие уровни среза земной коры эти минералы затем были транспортированы кимберлитовым расплавом, который застывал при температурах 700–900°C. Согласно этой схеме, овально-округлые зерна тугоплавких минералов в составе кимберлитов не сингенетичны их более низкотемпературной матрице. Мы полагаем, что таким путем образовалась и округло-овальная форма упоминавшихся выше минералов в карбонатных линзах среди диопсидитов Ишкуля.

Наблюдения в шлифах, протоколках и образцах карбонатитов над соотношениями минералов показали, что округлые зерна хромистого диопсида (диопсид-I), **плеонаста**, **паргасита**, **графита**, флогопита и фторопатита нередко образуют сростки друг с другом и с кальцитом, в которых проявлены индукционные поверхности одновременного роста. С другими минералами карбонатитов (доломитом, скаполитом, гиалофаном, плагиоклазом, кварцем, гранатами, сульфидами, бесхромистым диопсидом (диопсид-II), **энстатитом**, **жедритом**) таких поверхностей они не образуют. На этом основании можно заключить, что в карбонатитах сосуществуют две обособленные разновозрастные генерации минералов: ранние овально-округлые (оплавленные) кристаллы и более поздние минералы изометричного габитуса с неровными границами синхронного роста друг с другом. По этой причине определение *P-T* условий формирования карбонатитов из линз в диопсидитах мы проводили отдельно для каждой из генераций минералов. Очень высокая железистость и кальциевость амфиболов из карбонатитов не позволили применить к ним многие из современных геотермометров. Примерную температуру образования первой генерации диопсидов и паргаситов (табл. 5, анализы 2 и 4) можно оценить по соотношению их магниальности в 700°C [26], а давления – по амфиболовому геобарометру [42] – как 9.7 кбар. Температуру образования карбонатной матрицы (табл. 4, анализы 1 и 2) мы определили по доломит-кальцитовому геотермометру А. С.Таланцева [38] как 620°C, а давление – по составу жедрита из этой матрицы (табл. 4, анализ 8) – около 4 кбар [42]. Становится очевидным окончательное становление тел карбонатитов при заметно более низких давлениях и температурах, что и выразилось в морфологии зерен минералов разных генераций.

Описанные нами карбонатиты по кальцитовому составу карбонатной матрицы, отсутствию магнетита, наличию диопсида и сфена по классификации [15] следует отнести к группе ранних.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изложенный материал свидетельствует о генетической связи карбонатных тел (“прослоев”) с вмещающими их диопсидитами. Высокотемпературные парагенезисы минералов, признаки высокотемпературного оплавления весьма тугоплавких минералов (оливина, клинопироксена, шпинели, флогопита, паргасита, сфена), жилообразная форма залегания и кайнотипный облик пород на фоне высокометаморфизованных вмещающих пород – все это говорит о магматической природе диопсидитов и карбонатных скоплений в них. Ассоциация этих пород аналогична той, которая присутствует в нижних частях разреза интрузивных тел формации УЦК, развитых в пределах жестких блоков земной коры. На Урале таким блоком является селяннинская толща протерозоя, сложенная чередованием метаморфических пород амфиболитовой фации с реликтами гранулитовой. Она хорошо коррелирует с расположенным относительно недалеко Тараташским комплексом, представляющим собой эксгумированный фрагмент фундамента Восточно-Европейской платформы. Набор минералов в линзах карбонатитов, особенности их морфологии и состава также близки к некоторым карбонатитам, парагенетически связанным с пироксенистыми массивами формации УЦК. В то же время, они обладают заметными отличиями от карбонатитов трещинных зон, генетически связанных с массивами щелочных сиенитов, наиболее распространенных на Урале [23, 24]. Можно говорить, что установлены проявления карбонатитового магматизма нового для региона типа, генетически близкого к формации УЦК. Представители пород последней в виде неравномерно-крупнозернистой жилы форстерит-флогопит-рихтеритового состава с клиногумитом, хромитом, пентландитом, пиритом, пирротинном и халькопиритом уже выявлены [29, 30] в Ильменских горах.

Эти породы традиционно считаются фенитизированными гипербазитами [24], т.е. метасоматитами. Поскольку в них между форстеритом, рихтеритом и флогопитом наблюдаются поверхности синхронного роста [30], можно заключить, что породы не подверглись фенитизации и изначально имели наблюдаемый минеральный состав. Эти жилы являются более поздними по отношению к вмещающим их действительно фенитизированным гнейсам и амфиболитам. В непосредственной близости с жилами флогопит-рихтеритового или флогопит-рихтерит-форстеритового состава располагаются маломощные дайки кальцитовых и доломитовых карбонатитов, рассекающих фениты. В доломите [29] отмечены повышенные содержания Sr (0.63 мас. %), а в апатите – примесь редкоземельных элементов.

Как щелочно-ультрамафитовый пегматит описана [30] жила хромомagnetита (ишкулита), в со-

став которой входят также рихтерит и диопсид. Считается [30], что это жила заполнения полости, в которой геометрический отбор при росте кристаллов направлен от контактов к центру. Эти флогопит-диопсидовые породы располагаются на восточном побережье оз. Ишкуль, протягиваясь меридионально в виде узкой (40–50 м) полосы длиной до 2.5 км, среди гнейсов и амфиболитов в зоне контакта с телами гранитов [6]. В пределах полосы резко преобладают выходы диопсидовых пород с поздними жилками кальцита, редкими пластинками флогопита и мелкими зернами граната. Геологическое положение и минеральный состав флогопит-диопсидовых пород с восточного побережья оз. Ишкуль близко к таковому у описываемого нами тела диопсидов с его западного берега. Таким образом, в ближайших окрестностях оз. Ишкуль среди древних гнейсов и амфиболитов селянkinской толщи сейчас выявлено три субмеридиональных дайковых тела магматических пород: диопсидитов на западном берегу; амфиболового габбро у восточного берега Биткуловской курьи и флогопит-рихтерит-диопсидовых пород с ишкулитом в 1.5 км южнее курьи. Все они содержат минералы, указывающие на повышенную щелочность пород, и по петрографическим критериям могут быть отнесены к формации основных-ультраосновных щелочных пород, содержащих небольшие объемы карбонатитов.

Карбонатиты сходного минерального состава и геологического положения (скопления в диопсидитах) на Урале встречены в Сарановском гипербазитовом массиве, а в виде карбонатит-пегматитов совместно с ветвящимися жилами диопсидитов – в Ахматовской копи [31]. Образцы минералов из последней обычно демонстрируются как яркое проявление скарнированных известняков. На самом деле [31] они входят в состав жил, даек, сложных полостей, секущих тела силикатных пород, в том числе и участки настоящих скарнов. Эти карбонатит-пегматиты походят на карбонатные гидротермальные жилы, однако парагенезисы минералов в них относятся к высокотемпературным (форстерит, диопсид, гранат, сфен, циркон, перовскит, пикроильменит и др.). Кальцитовые и доломитовые жилы с ксеногенными обломками-включениями изучены в Хабарнинском гипербазитовом массиве [39]. Примечательно, что в одной из жил (Карасай) также имеются округлые зерна глиноземистого диопсида (фассаита) и оливина. Авторы описания [39] предполагают, что эти карбонатные жилы в гарцбургитах являются своеобразными карбонатитами, подобными по генезису карбонатитам ультрамафит-щелочных комплексов, но отличающимися от них геохимическими особенностями и низкой рудной нагрузкой.

Недавно [14] выявлены кальцитовые карбонатиты, располагающиеся в прикровлевой ча-

сти мощной дайки плагиоклазит-пегматита, прорывающей дуниты Косьвинского массива Платиноносной формации Урала. Авторы находки [14] считают, что карбонатиты здесь возникли при дифференциации плагиоклазитового расплава. Как и ишкульские карбонатиты, породы с Косьвинского массива редкометалльных и редкоземельных минералов не содержат, но в отдельных их образцах отмечено повышенное содержание SrO (0.26 мас. %).

Остро стоит вопрос о принадлежности карбонатных пород, залегающих в виде магматических тел (даек, штоков) к карбонатитам. Крупные рудные месторождения, особенно редкометалльные, вызвали тщательное изучение таких карбонатитов, породили огромное количество публикаций [2–4, 7, 10, 11, 15, 23, 24, 40, 43]. На этом фоне малозаметными и недооцененными оказались работы, посвященные магматическим карбонатным породам, в которых специфическая рудная нагрузка отсутствует [8, 14, 17–19, 29, 31, 32, 34, 39]. Эту ситуацию критически рассмотрел О. К. Иванов [13], который указал на существование карбонатитов как рудных так и безрудных, подчеркнув, что полезная рудная нагрузка в карбонатитах часто возникает в постмагматическую стадию. Этот же вывод вытекает и из данных [25] о существенном различии возраста карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса (425 ± 44 млн. лет) и редкометалльного оруденения в них (231 ± 29 млн. лет). Тем не менее, и “рудные” и “безрудные” карбонатиты являются магматическими породами, что вполне соответствует петрографическому определению этого класса пород [36]. Подробно обоснована эта точка зрения в недавней работе [34]. Одной из причин наличия таких “безрудных” карбонатитов здесь рассматривается возможность их появления в результате расплавления осадочных пород (известняков). Эту же точку зрения высказали и другие геологи [12, 28, 37, 39]. В описанных нами выше некоторых карбонатитах, связанных с проявлениями формации УЩК, редкометалльная минерализация может отсутствовать [19, 33], в других – она есть [29–31]. Объяснения такого факта у нас пока нет. Дальнейшего изучения и поисков приемлемого объяснения требует выявленная существенная разница в изотопном составе карбонатных минералов из карбонатитов различных по геологическому положению тел. Кальцит-доломитовые крупнозернистые доломиты из изолированных (тектонических) блоков района копи 287 Ильменского заповедника (северо-западное побережье оз. Бол. Миассово) характеризуются положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (PDB, определения С.А. Садыкова, ИМин УрО РАН) : от +7.78 до +8.18‰, а кальциты карбонатитов из линз в диопсидитах Ишкуля: от –3.24 до –4.23‰. Пока можно лишь предположить различные источники исходного карбонатного материала указанных тел.

Изложенные выше сведения говорят, что число примеров карбонатитов, сопоставимых с аналогичными породами формации УЩК, на Урале множится и следует ожидать открытия более крупных их месторождений.

Автор благодарен В.А. Попову за полезную информацию и обсуждение проблемы, В.А. Котлярову, В.А. Муфтахову, Т. М. Рябухиной, Е.Д. Зенович, М.Н. Маляренко – за проведенные аналитические работы, Е.И. Лекаревой – за подготовку графики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск: Гео, 2001. 276 с.
2. *Багдасаров Ю.А.* О главных петро- и геохимических особенностях карбонатитов линейного типа и условиях их образования // *Геохимия*. 1990. № 8. С. 1108–1119.
3. *Багдасаров Ю.А.* О полиформационности карбонатитов и объеме термина “карбонатит” // *Записки ВМО*. 1992. Ч. СХХL, № 2. С. 110–116.
4. *Багдасаров Ю.А.* К вопросу о рациональной систематике пород карбонатитового семейства // *Отечественная геология*. 2008. № 1. С. 87–93.
5. *Багдасаров Ю.А., Банникова Л.А., Ивановская И.Н.* Изотопный состав углерода сосуществующих графитов и карбонатов из карбонатитов Черниговской зоны (Приазовье) и некоторые черты их генезиса // *Докл. АН СССР*. 1982. Т. 262, № 4. С. 967–970.
6. *Барсанов Г.П.* К минералогии северной части Ильменского заповедника // *Тр. Ильменского государственного заповедника*. Вып. II. М.: **Главное управление по заповедникам**, 1940. С. 93–120.
7. *Владыкин Н.В.* Формационные типы карбонатитов, их геохимия и генезис // *Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород*. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 45–52.
8. *Воеводин В.Н., Поповченко С.Е., Шукайло Л.Г.* Новый тип карбонатитов // *Отечественная геология*. 2005. № 1. С. 60–63.
9. *Войцеховский В.Н., Мокиевский В.А.* Формы растворения кристаллов // *Записки ВМО*. 1964. Ч. ХСIII, вып. 2. С. 185–189.
10. *Гинзбург А.И., Эштетейн Е.М.* Карбонатитовые месторождения // *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М.: Недра, 1968. С. 152–219.
11. *Егоров Л.С.* Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Л.: Недра, 1991. 260 с.
12. *Иванов К.С.* О природе карбонатитов Урала // *Литосфера*. 2011. № 1. С. 20–33.
13. *Иванов О.К.* О принципах систематики карбонатитов и эндогенных карбонатных пород // *Уральский геологический журнал*. 2010. № 1 (73). С. 77–81.
14. *Иванов О.К., Лебедев Ю.К., Лямин А.А.* Плаггиоклазиты и связанные с ними пегматиты, карбонатиты и ангидритовые породы в дунитах Косьвинского массива на Урале // *Уральский геологический журнал*. 2009. № 6. С. 74–87.
15. *Капустин Ю.Л.* Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971. 288 с.
16. *Квасница В.Н., Крочук В.М., Цымбал С.Н. и др.* Морфология кристаллов бадделеита из карбонатитов и россыпей Украины // *Минералогический журнал*. 1979. Т. 1, № 1. С. 69–77.
17. *Колисниченко С.В., Попов В.А.* “Русская Бразилия” на Южном Урале. Минералы долин рек Санарки, Каменки и Кабанки: *Энциклопедия уральского камня*. Челябинск: Санарка, 2008. 528 с.
18. *Кориневский В.Г.* Паргасит sensu stricto из Ильмен // *Уральский минералогический сборник*. № 13. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 43–50.
19. *Кориневский В.Г.* Новые и редкие минералы Ильменских гор: Находки 2008 года // *Уральский минералогический сборник*. № 15. Миасс–Екатеринбург: ИМин УрО РАН, 2008. С. 35–45.
20. *Кориневский В.Г., Кориневский Е.В.* Новое в геологии, петрографии и минералогии Ильменских гор. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 102 с.
21. *Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Щулькин Е.П. и др.* Цирконология селянчинского блока Ильменских гор // *Докл. АН*. 2001. Т. 379, № 6. С. 807–811.
22. *Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Вержак В.В. и др.* Морфогенез алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов и родственных пород Архангельской алмазоносной провинции: *Атлас*. М.: Полярный круг, 2005. 624 с.
23. *Левин В.Я., Роненсон Б.М., Левина И.А.* Карбонатиты щелочной провинции Ильменских-Вишневых гор на Урале // *Докл. АН СССР*. 1978. Т. 240, № 4. С. 930–933.
24. *Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. и др.* Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.
25. *Недосекова И.Л.* Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Урал, Россия): геохимические и изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf данные // *Литосфера*. 2012. № 5. С. 77–95
26. *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 392 с.
27. *Попов В.А.* Практическая кристалломорфология минералов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 191 с.
28. *Попов В.А.* К реинтерпретации генезиса тел карбонатных пород на юго-западном побережье озера Байкал // *Уральский минералогический сборник*. № 9. Миасс: ИМин УрО РАН. 1999. С. 102–108.
29. *Попов В.А.* О происхождении флогопит-амфиболовых пегматитов копи № 13 Ильменских гор // *Уральский геологический журнал*. 2004. № 2. С. 79–92.
30. *Попов В.А.* Минералогия щелочных ультрамафитов копи № 97 Ильменских гор // *Минералогия Урала-2007*. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 256–258.
31. *Попов В.А.* К истории геолого-минералогических исследований Ахматовской копи на Южном Урале // *Уральский минералогический сборник*. № 16. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2009, С. 25–33.
32. *Попов В.А., Макагонов Е.П., Никандров С.Н.* О новых проявлениях карбонатитов на Урале // *Уральский минералогический сборник*. № 8. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 240–248.
33. *Попов В.А., Попова В.И., Котляров В.А.* Ишкулитовая жила в Ильменах – щелочно-ультрамафитовый

- пегматит // Минералогия Урала-2007. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 274–276.
34. *Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Гавриш А.В. и др.* Раннемезозойский пояс карбонатитов полуострова Таймыр // Литосфера. 2010. № 3. С. 95–102.
 35. *Рассказова А.Д., Ленных В.И., Вализер Н.И.* Кальцифиры и мраморы нижних толщ Ильмено-Вишневогорского комплекса // Ежегодник-1985. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 68–71.
 36. *Рыка В., Малышевская А.* Петрографический словарь. М.: Недра, 1989. 589 с.
 37. *Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др.* Карбонатиты – продукты плавления метаосадочных пород в коллизионных обстановках: Характер проявления и тектонические следствия // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: мат-лы XLIII Тектонического совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 261–265.
 38. *Таланцев А.С.* Геотермометрия в доломит-кальцитовых парагенезисах. М.: Наука, 1981. 136 с.
 39. *Феритатер Г.Б., Пушкарев Е.В.* Карбонатные породы в офиолитовом Кемпирсайско-Хабарнинском комплексе (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 12. С. 27–37.
 40. *Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В.* Карбонатитовые месторождения России. М.: НИИ-Природа, 2003. 494 с.
 41. *Юшкин Н.П., Фишман А.М.* О происхождении поверхности округлых зерен пиропы из алмазоносных кимберлитов // Известия вузов. Геология и разведка. 1971. № 3. С. 53–56.
 42. *Hammarström J.M., Zen E-An.* Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer // Amer. Miner. 1986. V. 71, № 11/12. P. 1297–1313.
 43. *Wooley A.R., Kempe D.R.C.* Carbonatite: Nomenclature, average chemical compositions, and element distributions // Carbonatites: Genesis and evolution. London, 1989. P. 1–4.

Рецензент И.Л. Недосекова

New type of carbonatites in the Urals

V. G. Korinevsky, E. V. Korinevsky

Institute of Mineralogy, Urals Branch of RAS

Most carbonatite deposits in the world have paragenetic connection with intrusive ultrabasic-alkaline rocks and carbonatites (UAC). In the Urals the carbonatites occur in the linear zones accompanying with massifs of nepheline syenites. The carbonatites of UAC formation in this region is not widely practiced and have become known recently. V. Korinevsky described one of such examples. Within the ancient (Late Archean) Seljankino block of Ilmenogorsky complex in Southern Ural he met a bedded body of coarse-grained diopsidites in the axial part of which is located a few thin lenses of carbonate rocks. Non-carbonate minerals in them occupy 20–40% of volume and are characteristic of carbonatites set: diopside, forsterite, spinel, pargasite, phlogopite, titanite, fluorapatite, graphite, scapolite, hyalophane, etc.. Many of mineral grains have round shape with the smooth surfaces testifying about flashing (local fusion) in deep conditions. Carbonatites are characterized by increased contents of Cr, Ni, some minerals (phlogopite, orthoclase) are barium species. Lenses of carbonate rocks have gradual transitions to enclosing diopsidites. The mineral composition of neighboring carbonatite lenses can differ essentially (mainly spinel-olivine or phlogopite-graphite-diopside). We can speak about presence at this region the carbonatites of the new type similar with carbonatites of UAC formation. Rocks of the latter (a forsterite-phlogopite-richterite veins) here are already met. It is supposed, that carbonate veins in hyperbasites of Sarana, in diopsidites of Akhmatovskaja pit, in harzburgites of Khabarninsky massif have a carbonatite genesis. All of them belong to a new type for the Urals – carbonatites of UAC formation.

Keywords: *Ural, ultrabasic-alkaline rocks, carbonatites, diopsidites, UAC formation.*